ChinaXiv合作期刊

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

基于稳定同位素示踪的黄河兰州段河漫滩土壤水特征分析

王家鑫， 张明军， 张 宇， 苏鹏燕， 姚旭阳

（西北师范大学地理与环境科学学院，甘肃 兰州 730070）

摘 要：以兰州市安宁区金牛街码头附近距黄河约10 m的河漫滩为研究对象，对河漫滩土壤水的氢氧稳定同位素进行分析并结合不同水体lc-excess（Line-conditioned excess），研究了河漫滩土壤剖面不同深度土壤水氢氧稳定同位素与土壤含水量的变化特征以及降水以活塞流、优先流模式对土壤水的补给过程。研究表明：（1）兰州当地大气降水线（Local meteoric water line，LMWL）：$\delta D=7.00\delta^{18}O+3.81$($R^2$=0.95，$P$<0.001)与全球大气降水线（Global meteoric water line，GMWL）有明显差异，受蒸发的影响斜率小于GMWL。（2）土壤垂直剖面中浅层土壤水δD变幅较大，越往深层变幅越小并逐渐趋于稳定，且δD值随深度先减小、后增大、最后趋于稳定，而浅层土壤含水量较小，随着深度的增加逐渐增大，河水对深层（>80 cm）土壤水存在补给。（3）4、6、10月观察到降水以活塞流模式对土壤水进行了补给，5、9月观察到降水以优先流模式对土壤水进行补给，即降水对河漫滩土壤水以2种入渗模式共同补给。明晰土壤水特征对于准确分析降水在土壤中的入渗量、深入认识其补给过程、准确评价地下水补给资源以及地下水污染分析具有重要意义。

关 键 词：土壤水；降水；活塞流；优先流；河漫滩

文章编号：

chinaXiv:202110.00031v1

在整个水循环中，降水作为各种水体的源水而土壤水是联系降水、地表水和地下水等不同水体的纽带[1-2]，土壤水与降水、河水以及地下水存在着密切的水力联系。土壤水不仅决定着生物生长的水分供应，也是重要的土壤肥力因子。了解土壤水在土壤中的运移过程，对于描述盐、碳、氮和其他物质的运动至关重要[3]，目前是国内外学者研究的热点之一，但是土壤水受降水、蒸发、地形和植被覆盖等复杂因素影响极易发生变化。传统方法主要研究水分在入渗过程中水利参数特点以及利用水利参数建立土壤水运动模型，所以在不同尺度上探究土壤水的变化特征一直是土壤水分特征研究的难点[4]。20世纪60年代以来，随着水文学的发展，稳定同位素技术被广泛应用在水文水资源研究中，利用其天然示踪剂的优势以追踪水分在土壤中的运移过程信息[5-6]。蒸发、降水入渗和新旧水混合都会使土壤剖面不同深度土壤水同位素特征呈现显著的差异性。蒸发是改变土壤水同位素的主要过程，会导致同位素分馏使得剩余水体中通常会富集重同位素，此外降水入渗与旧土壤水混合也是导致不同深度土壤剖面土壤水同位素变化的重要原因[7]。

长期以来，水文学家一直认为水分在土壤中的运移方式是以活塞流的方式主导，活塞流模式中进入土壤的新水与原有的水完全混合，并深入剖面，最终到达地下水和溪流即新水取代旧水并将其推向土壤深层的过程[8]。然而，基于δD-$\delta^{18}O$的研究发现，降水会通过一些“快速通道”到达深层土壤而不与上层旧水混合即优先流[5,9-10]。因此，降水在土壤中不同的入渗模式会造成不同的土壤水同位素分布特征，通过对比降水与土壤水的同位素特征就可

收稿日期：2020-08-25； **修订日期**：2020-10-21

基金项目：国家自然科学基金项目（41771035）；甘肃高等学校科研项目（2018C-02）

作者简介：王家鑫（1996-），男，硕士，主要从事寒旱区环境演变研究. E-mail: wang610056026@163.com

通讯作者：张明军（1974-），男，教授，博士生导师，主要从事气候变化与水文过程研究. E-mail: mjzhang2004@163.com

ChinaXiv合作期刊

chinaXiv:202110.00031v1

以确定土壤水的运移机制[9,11]。马田田等[12]以黄土丘陵沟壑区小流域为研究对象，在次降雨事件下对不同土地利用下包气带土壤水稳定同位素进行分析，发现林地、草地和农地均存在"优先流"现象，且草地和林地能显著延伸"优先流"发生路径。田立德等[13]对青藏高原中部那曲地区降水和土壤水的稳定同位素研究发现，降水从地表向地下渗透的过程中，新水没有完全代替土壤中原有的旧水即表明了优先流的发生，且这种现象越向土壤深层越明显。程立平等[7]对陕西长武县降水和主要土地利用类型土壤水稳定同位素进行分析，发现降水主要以活塞流入渗为主，优先流入渗不普遍发生且与土地利用类型发生有关，并指出高耗水型人工林草地会因水分负平衡所形成的深厚土壤干层减弱优先流发生的可能性。Gazis等[5]指出降水在土壤中若是以活塞流的方式运移，在同位素不同的降雨事件后会导致土壤中出现"同位素峰"，而优先流发生的程度取决于土壤质地以及土壤排水特性。以上研究都是δD和$\delta^{18}O$的简单对比，而使用lc-excess(Line-conditioned excess)方法能具有更好的区别不同水体差异的优势[14]，能更准确地分析2种入渗方式。明晰这2种入渗模式对于理解水文循环和地下水、地表水的补给过程以及污染物的迁移过程至关重要。

尽管已经有许多研究对不同区域土壤水同位素特征以及运移进行了分析[15-18]，但由于河漫滩土壤水运动变化非常复杂，且取样困难，故在这方面的研究较少。黄河是我国第二大河流，也是世界著名的大河之一，黄河流域构成我国重要的生态屏障。河岸带处于水陆交错地带，是河流生态系统和陆地生态系统进行物质、能量和信息交换的重要过渡带，对水循环的变化比较敏感[19]。因此展开此方面的研究对于明晰河漫滩以及不同类型环境下土壤水文过程具有非常重要的意义。

鉴于此，本文基于黄河兰州段河漫滩土壤水、降水、河水稳定同位素以及土壤含水量的实测资料，开展了土壤水特征分析。本研究的主要目标是：(1) 根据土壤含水量和土壤水同位素描述黄河兰州段河漫滩土壤水变化特征及其规律；(2) 根据降水、土壤水、土壤移动水和河水同位素数据描述降水在土壤中的入渗机制并分析影响因素。旨在为黄河沿岸水循环、以及黄河沿岸绿化建设提供科学理论支撑。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

甘肃省兰州市(35°53′18″~36°33′56″N，103°21′04″~104°00′38″E)地处我国西北地区，位于黄土高原，是我国东部季风区、青藏高原高寒区与西北干旱区三大自然地理区的过渡地带[20]。兰州市是典型的河谷型城市，黄河东西向穿流而过。地势整体西南高，东北低，市区大部分地区海拔介于1500~2500 m之间，具有峡谷与盆地相间的串珠状河谷地貌形态[21]。兰州市地处温带半干旱大陆性季风气候区，年平均气温10.3 ℃，年平均降水量324.85 mm，且主要集中在7~9月。黄河兰州段西起西柳沟、东至桑园峡，全长152 km，其中流经市区45 km，河床宽度30~2000 m[22]。根据黄河兰州水文站资料显示，黄河干流年径流量337×10^8 m^3，年最大径流量511×10^8 m^3，最小径流量218×10^8 m^3。土壤以灰钙土为主，成土母质是黄土，以黄河为界，南山多为暗灰钙土和典型灰钙土，北山为淡灰钙土和红砂土，台阶地及梁峁地带多为黄绵土，低洼地有盐碱土分布，部分山体基部的个别地方有岩石或第三纪红层裸露。由于气候干旱，蒸发量大，淋溶作用微弱，灰钙土土层中的可溶性盐类淋洗很少，土层上部的碳酸盐类含量较高，土壤中腐殖质缺乏，有机质含量少，有机质含量在15~25 $g\cdot kg^{-1}$间，土壤肥力和保水能力差，土壤呈石灰性和碱性反应，pH值为8~9。自然植被主要是多年生禾草、旱生灌木和小乔木，其中河岸植物主要有旱柳(*Salix matsudana*)、多枝柽柳(*Tamarix ramosissima*)、榆树(*Ulmus pumila*)、芦苇(*Phragmites australis*)、香蒲(*Typha orientalis*)、灰绿藜(*Chenopodium glaucum*)、假苇拂子茅(*Calamagrostis pseudophragmites*)、酸模叶蓼(*Polygonum lapathifolium*)和地肤(*Kochia scoparia*)等[23]。金牛街码头附近黄河沿岸的采样点枯水时出露，洪水时淹没。由于流水作用，土壤颗粒感较细，黄河泥沙堆积在岸边形成河漫滩，土壤为半水成土，湿度较大[24]。

1.2 样品采集

为了减少样品在采集后送往实验室过程中对数据准确性的影响，将采样点设置于兰州市安宁区金牛街码头附近的黄河沿岸(36.09°N，103.72°E)，在距河水垂直距离10 m的河漫滩上(采样点S1；图

ChinaXiv合作期刊

1)采集土壤水样品，在西北师范大学新校区（采样点S2，距离S1约2 km；图1)采集降水样品。在避免因汛期（7、8月）河漫滩被淹没的情况下，于2019年4、5、6、9、10月进行样品采集。本研究中使用2种提取方法采集土壤水，采样频率均为每月1次，为避免温度升高加速蒸发，每次采样均在08:00—10:00完成。(1) 利用1 m的土钻在0~100 cm的范围内钻取黄河沿岸河漫滩的沙土，每隔20 cm取样一次，取4个土样，其中2份样品装入样品瓶，用Parafilm封口膜密封用于土壤水的抽提，另外2份装入铝盒用于土壤含水量的测定，共收集土壤样品60个。(2) 使用Macro Rhizon土壤溶液采样器，每隔20 cm取土壤水样，收集的土壤水样迅速装入30 mL的HDPE塑料瓶中，用于代表不与土壤中原有旧水混合的移动水[9,25]。采集土壤水同时进行河水样品采集，用HDPE塑料瓶直接在采样点S1收集河水样品，共收集移动水25个、河水6个。(3) 于2019年4—10月在采样点S2对每次降水进行采集，每次降水用标准的漏斗式雨量筒收集，为避免蒸发对降水的影响，每次降雨过后立即收集水样，收集的样品装入50 mL的HDPE塑料瓶中。总共收集43个降水样品，所有采集的样品都用Parafilm封口膜密封瓶口，然后带回实验室放置在−4 ℃的冰柜中保存等待分析。

1.3 样品测定

采集的样品在西北师范大学地理与环境科学学院稳定同位素实验室进行处理与分析。

(1) 土壤水分的提取：使用LI-2100全自动真空冷凝抽提系统对土壤样品进行水分提取。仪器抽提效率超过98%，抽提过程中无分馏效应影响数据质量。

(2) 水样同位素测定：使用Los Gatos Research公司生产的液态水同位素分析仪T-LWIA-45-EP对降水、河水、Macro Rhizon土壤溶液采样器采集的土壤水、抽提的土壤水进行δD和$\delta^{18}O$的测定。测得的水样中稳定氢氧同位素δD和$\delta^{18}O$的丰度用相对于维也纳标准平均大洋水V-SMOW的千分差表示：

$$\delta X‰ = \left(\frac{R_{sample}}{R_{standard}} - 1\right) \times 1000 \qquad (1)$$

式中：X为^{18}O或D；R_{sample}为水样中稳定同位素丰度之比（$^{2}H/^{1}H$或$^{18}O/^{16}O$）；$R_{standard}$为标准平均海洋水中稳定同位素丰度之比（$^{2}H/^{1}H$或$^{18}O/^{16}O$），当δ值大于0时表示样品的重同位素比标准物富集（Enrichment），小于0则比标准物贫化（Depletion）。δD和$\delta^{18}O$的测试精度分别为±1.0‰和±0.3‰。

(3) 光谱污染校正：有研究表明由于真空蒸馏的过程中提取植物和土壤水可能混入甲醇和乙醇类物质，会造成稳定同位素红外光谱的测量误差超过仪器精度[26-27]。为了消除甲醇和乙醇等的污染，使用Los Gatos Research公司的光谱分析软件（Los Gatos Research Inc., Mountain View, CA, USA）建立了校正曲线，随后对存在污染的数据进行校正。

(4) 土壤含水量测定：土壤含水量采用烘干法测定，用电子天平（0.0001 g）称量湿土的重量，后在（150±2）℃的恒温烘箱中将土样烘至恒重，放至常温后称量干土和铝盒的重量，计算土壤含水量（SWC，%），公式如下：

$$SWC = \frac{W_1 - W_2}{W_2 - W_0} \times 100\% \qquad (2)$$

式中：W_0为铝盒质量（g）；W_1为烘干前铝盒与湿土壤质量（g）；W_2为烘干后铝盒与干土壤质量（g）。

1.4 不同水体lc-excess的计算

δD和LMWL的差值lc-excess为水体中δD与LMWL的偏离程度，lc-excess表示了不同水体相对于区域大气降水的蒸发程度。lc-excess可以更好的区分降水、土壤水和河水的同位素差异[28-29]。lc-excess计算公式如下：

$$lc\text{-}excess = \delta D - (a \times \delta^{18}O + b) \qquad (3)$$

式中：a和b分别为LMWL的斜率和截距；δD和$\delta^{18}O$为不同水体中的同位素比率（‰）。降水中的lc-excess的平均值为0‰，源于降水的水体因受蒸发影响

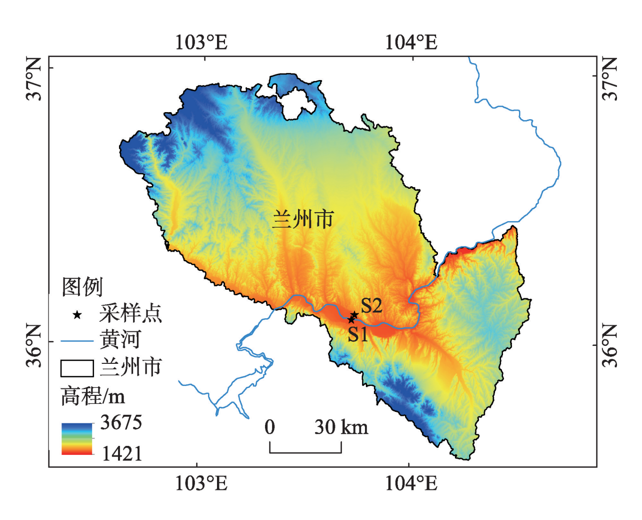


图1 研究区概况及采样点位置图

Fig. 1 Location of the study area and sampling sites

chinaXiv:202110.00031v1

ChinaXiv合作期刊

chinaXiv:202110.00031v1

稳定同位素发生分馏，其lc-excess通常小于0‰[30]。

2 结果与分析

2.1 降水、土壤水和河水稳定同位素特征

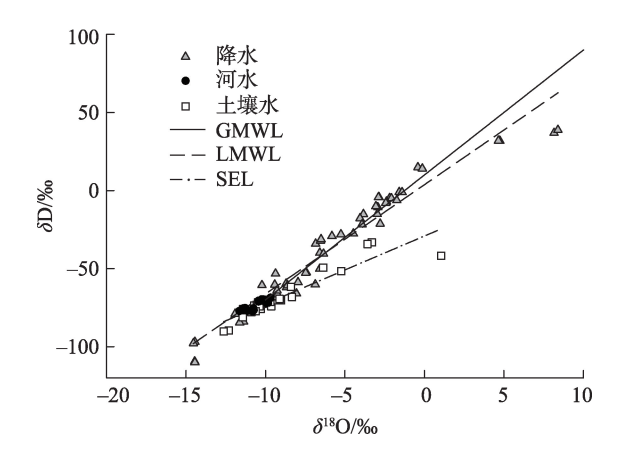
研究区2019年4—10月采集的降水、土壤水、河水样品同位素组成特征如表1所示，可以看出，降水δD和δ^{18}O的变化范围分别为−97.82‰~−1.01‰和−14.53‰~−1.40‰，平均值±标准差分别为−37.73±37.33‰和−5.51±5.18‰。7月28日采集的降水样品的氢氧稳定同位素比值最大，10月15日采集的降水样品的氢氧稳定同位素比值最小，由此可以看出，降水氢氧稳定同位素组成具有明显的季节差异；土壤水δD和δ^{18}O的变化范围分别是−168.21‰~−19.19‰和−21.92‰~3.81‰，平均值±标准差分别是−70.76±15.56‰和−9.47±3.21‰；河水δD和δ^{18}O的变化范围分别是−77.56‰~−68.61‰和−11.64‰~−9.68‰，平均值±标准差分别是−73.56±3.15‰和−10.61±0.60‰。

Craig[31]根据全球大气降水氢氧同位素提出了全球大气水线(Global meteoric water line，GMWL：$\delta D=8\delta^{18}O+10$)，它代表了全球降水同位素的平均值，这对于研究不同水体氢氧稳定同位素具有重要的指导意义。本文将采集的当地降水、土壤水、河水中测定的δD和δ^{18}O值进行拟合，得出二者关系(图2)。根据降水样品的测定值，对降水的δD和δ^{18}O进行回归分析计算出当地大气降水线(Local meteoric water line，LMWL)为$\delta D=7.00\delta^{18}O+3.81$ ($R^2=0.95$，$P<0.001$)。沿着LMWL分布的样品代表平衡分馏状态(相对湿度100%)[32]，在LMWL下方分布的样品表示非平衡分馏状态，通常发生在相对湿度＜100%的开放水体中[33]。大气降水线的斜率和截距通常会受到不同气象因素的影响，斜率的大小反映的是蒸发分馏作用的强弱，如蒸发强烈的干旱、半干旱地区，大气降水线的斜率均小于全球大气降水线(Global meteoric water line，GMWL)[31]。兰州LMWL相对于GMWL而言，斜率和截距均低于GMWL，这是由于当地降水经历了蒸发的影响，这与陈粉丽[34]的研究结果一致。根据测定的土壤水稳定同位素值，计算出土壤蒸发线(Soil evaporation line，SEL)为$\delta D=4.34\delta^{18}O-29.16$ ($R^2=0.87$，$P<0.001$)，土壤水线在LMWL的右下方，且斜率小于LMWL，表明土壤水经历了不同程度的蒸发分馏。河水同位素值落在LMWL和土壤水线的交界处，表明河水主要来自降水的补充，且对土壤水也有补给作用。而河水受到长期降水的补给，单次降水对河水同位素组成的变化影响很小，故河水同位素组成长期稳定。降水补给河水的过程中，混合过程使得降水的季节性变化被消减，同时也可以看出河水与河漫滩土壤水可能存在交换过程。

表1 研究区不同水体氢氧稳定同位素组成特征

Tab. 1 Characteristics of hydrogen and oxygen stable isotopic compositions in different water bodies

不同水体	δD/‰				δ^{18}O/‰			
	最大值	最小值	平均值	标准差	最大值	最小值	平均值	标准差
降水	−1.01	−97.82	−34.73	37.33	−1.40	−14.53	−5.51	5.18
土壤水	−19.19	−168.21	−70.76	15.56	3.81	−21.92	−9.47	3.21
河水	−68.61	−77.50	−73.56	3.15	−9.68	−11.64	−10.61	0.60



注：GMWL为全球大气水线；LMWL为当地大气降水线；SEL为土壤蒸发线。

图2 不同水体氢氧稳定同位素的关系

Fig. 2 Relationship between hydrogen and oxygen isotopes in different water bodies

2.2 土壤垂直剖面中δD与含水量的变化特征

由于δD和δ^{18}O具有相同的变化规律，且D的分子量小于^{18}O，故D的分馏效应更强，因此本文用δD

ChinaXiv合作期刊

chinaXiv:202110.00031v1

的变化来说明土壤水同位素在土壤剖面中的变化特征[4]。根据测得的土壤水同位素值，在土壤垂直剖面0~20 cm、20~40 cm、40~60 cm、60~80 cm、80~100 cm中δD的变化范围分别是−74.22‰~−33.20‰、−66.92‰~−77.36‰、−90.14‰~−69.39‰、−78.80‰~−73.33‰、−76.67‰~−69.99‰。结合数据与图3可见，0~20 cm土壤水的同位素变化范围最大，40~60 cm次之，60~80 cm土壤水同位素变化范围最小，随着土壤深度的增加，土壤水同位素变化范围逐渐减小。在同一时间浅层土壤水的同位素值偏正，且变幅较大，越往深层同位素值变幅小，最终基本保持稳定；在不同的月份中，浅层土壤水的同位素值偏正且变幅较大，越往深层同位素值越稳定。大多数月份（4、5、6、9月）中的同位素值变化都是呈现出随着土壤深度的增加同位素值先减小、后增加、最终趋于稳定的现象。这是由于降水作为土壤水的补给来源，不断补给土壤水并且与土壤水发生混合交换，随着土层深度的增加，降水对土壤水δD的影响逐渐减弱，也可能是由于河漫滩位置的特殊性，土壤水受到河水的影响因而出现这样的变化特征。与其他月份相比，10月的同位素值变化在0~20 cm存在差异，出现了一段随深度增加δD偏正的情况，出现这种情况可能是由于蒸发分馏作用较弱以及具有更负同位素值的降水引起的，因此结合实测的降水同位素数据发现，10月采集之前的一场降水δD为−97.38‰，证实了正是由于同位素贫化的降水导致了这一现象。通常情况下，表层土壤水的同位素值较大是因为土壤表层受到强烈的蒸发作用，使得同位素发生分馏，剩余水体中重同位素富集。在80 cm以下，降水不易入渗到这一土层与土壤中的旧水混合也不发生蒸发分馏，因此80 cm以下的土壤水同位素通常保持稳定。

根据测得的土壤含水量，在土壤垂直剖面0~20 cm内最低含水量为5.48%，最高含水量为29.96%；在40~60 cm段内最低含水量为14.90%，最高含水量为37.86%；在80~100 cm段内最低含水量为24.58%，最高含水量为39.11%。图4显示出了不同时间内各土层土壤平均含水量的变化特征，从图中可以看出浅层土壤的含水量较低，随着深度的增加土壤含水量增大。这是因为土壤表层容易受到蒸发的影响，随着水分的蒸发使得表层的土壤含水量较低，越往深层蒸发作用越小会使土壤含水量适当增高。从时间上看，4、5月和6月土壤含水量的变化特征相似，都是表层最低然后随着土层深度的增加而增加。9月和10月表层的土壤含水量出现了高于深层的情况，出现这种现象的原因可能是由于7、8月河水淹没河漫滩使得土壤表层含水量增高。5、6月和10月在40 cm深度的土层上土壤含水量出现了峰值。在整个取样期间，80 cm以下土层都具有较高的土壤含水量。

2.3 不同水体δD、lc-excess变化特征

图5显示出了不同时间随土壤剖面深度土壤水、移动水的δD变化特征以及采样前近期降雨中的同位素值。通过观察土壤水与移动水δD随土壤深度的变化，发现4月（图5a）、6月（图5c）和10月（图5e）在40~60 cm深度中土壤水δD都出现了“同位素

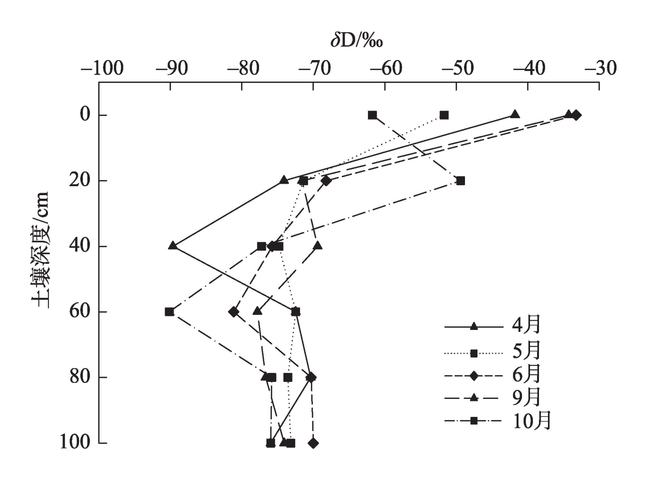


图3　不同土层土壤水δD的变化特征

Fig. 3　Variation characteristics of soil water δD in different soil layers

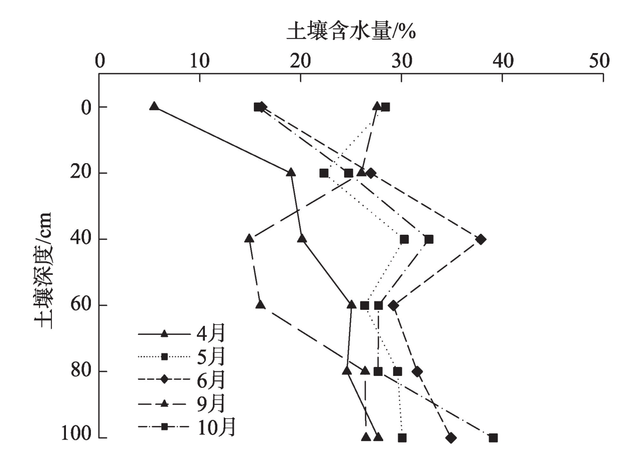


图4　不同土层土壤含水量的变化特征

Fig. 4　Variation characteristics of soil water contents in different soil layers

峰值”，而在这些月份移动水δD值随着土壤剖面深度的增加而变化微小，其变化范围分别为−65.65~−71.77‰、−66.58~−69.90‰和−66.88~−70.91‰。4月移动水δD平均值−70.37‰与近期（4月13日）降水δD值−67.56‰相似。6月和10月移动水δD平均值分别为−67.55‰和−69.71‰，而6月15日和10月15日降水δD值分别为−21.66‰和−97‰，移动水与近期降水δD相差较大。5月（图5b）和9月（图5d）土壤水同位素变化除了表层（0~20 cm）因受蒸发作用而富集之外，其他深度（20~100 cm）变化是均匀的过程且随着深度的增加越来越稳定，变化范围分别为−74.80‰~−71.34和−77.82‰~−69.40‰。5月和9月移动水δD平均值分别为−67.09‰和−68.88‰，与土壤水δD接近，且分别与5月27日和9月12日降水δD接近（两次降水δD分别为−63.38‰和−69.64‰）。

取样期间，土壤水与移动水中lc-excess变化特征见图6a。在垂直剖面上，0 cm、20 cm、40 cm、60 cm、80 cm和100 cm土壤水中lc-excess的平均值±标准差分别为−21.13±18.34‰、−8.43±4.26‰、−7.21±1.52‰、−5.06±0.41‰、−6.08±3.48‰和−2.92±2.25‰。由土壤表层至深层，土壤水lc-excess逐渐增大标准差减小并趋于稳定，说明土壤经历的蒸发作用逐渐减弱。在垂直剖面上，0 cm、20 cm、40 cm、60 cm、80 cm和100 cm移动水中lc-excess的平均值±标准差分别为−3.42±2.56‰、−2.01±1.10‰、−2.42±0.94‰、−3.34±1.37‰、−2.27±0.32‰和−2.94±1.70‰。随土壤深度的变化移动水lc-excess变幅小且接近降水lc-excess，说明移动水没有与原有土壤水完全混合，可以反应降水信号。不同时间河水中lc-excess（图6b）呈现单峰型变化，5月达到峰值，整个取样期间河水中lc-excess平均值为−3.30‰，标准差为2.00‰，与移动水lc-excess相似，说明河水与移动水具有相同的蒸发分馏信号，两者都主要受到降水补给或移动水与河水存在互补过程。

3 讨 论

3.1 土壤水δD与土壤含水量比较

通过对比图3和图4，0~40 cm土壤水δD相对富集然而土壤含水量较低，这是由于较强的蒸发作用导致δD富集同时使得土壤含水量减少。40~60 cm内δD相对贫化但含水量较高，通过观察这一深度土壤水δD，发现其与河水δD值相差较大，可排除受河水补给而含水量增大的原因，则出现此现象的原因可能是较大的土壤孔隙使稳定同位素贫化的降水快速入渗到该层与原有土壤水混合造成了土壤水同位素贫化，而土壤含水量增大。一般情况下，由于冠层截留、土壤蒸发等原因，降水很难入渗到80

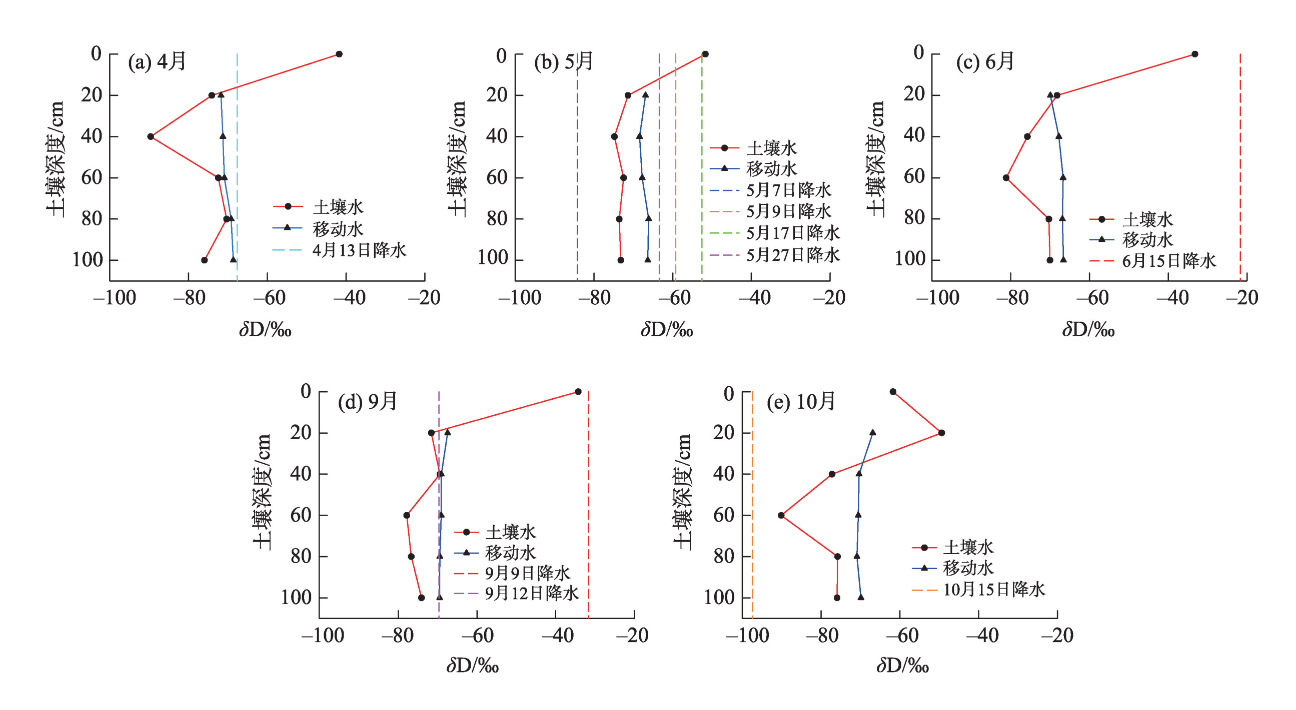


图5 不同时间土壤水与移动水δD随剖面变化特征

Fig. 5 Variation characteristics of δD of soil water and moving water at different times

chinaXiv:202110.00031v1

ChinaXiv合作期刊

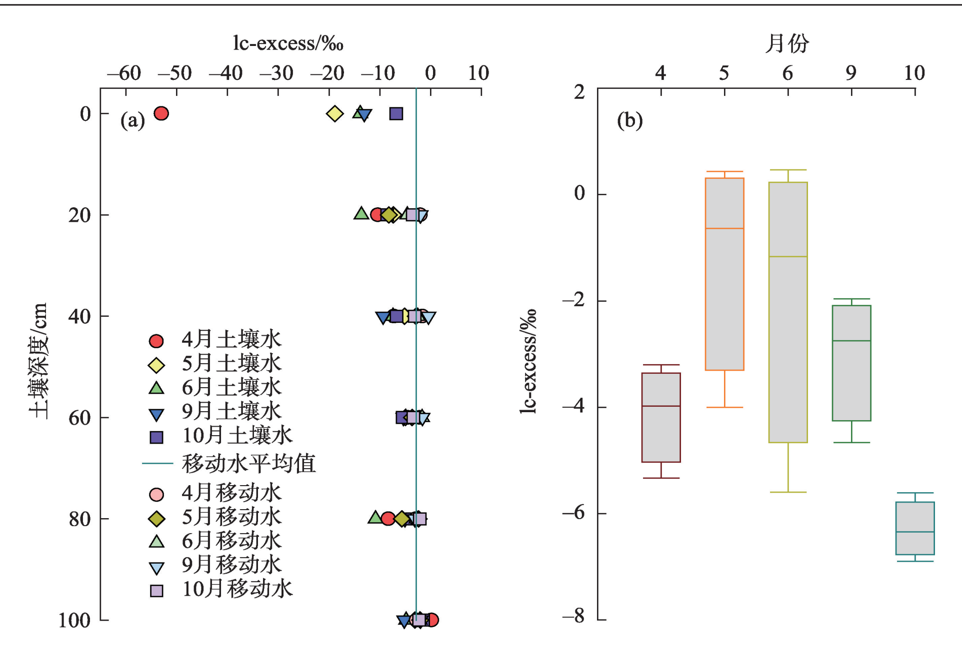


图6　不同水体lc-excess变化特征

Fig. 6　Variation characteristics of lc-excess in different water bodies

cm以下的土层中，所以80~100 cm段内的土壤含水量与δD受蒸发与降水入渗混合的影响较小，但研究区80~100 cm土层却出现较高的土壤含水量，通过比较河水与80 cm以下土壤水δD发现，河水δD平均值为-73.56‰，该深度土壤水δD平均值为-74.35‰，二者稳定同位素值相似，所以可以判断出河水对深层(>80 cm)土壤水进行了补给，导致这一深度土壤含水量较高且土壤水δD保持稳定。

3.2　土壤水运移过程：活塞流与优先流

活塞流模式中新旧水混合，土壤水分层推进，所以通过比较土壤水与降水的同位素来分析活塞流模式；优先流模式中降水会通过大孔隙快速下渗，不与旧水发生混合。由于存在于土壤大孔隙中的土壤水是自由水，即可以自由移动的水[35]，所以通过采用Macro Rhizon土壤溶液采样器采集的移动水与土壤水的同位素来分析优先流模式。此外，已有研究表明lc-excess能反应土壤蒸发分馏信号，通过对比土壤水与移动水的lc-excess可以明确2种水体的蒸发分馏信号从而确定二者是否发生混合[9]。整个采样期间移动水lc-excess均与降水lc-excess接近(图6)，表明了移动水同位素受蒸发分馏影响很小，没有与原有土壤水充分混合，所以可以用移动水表示优先流的发生。

4月(图5a)、6月(图5c)、10月(图5e)在40~60 cm土壤剖面上土壤水同位素中出现了“同位素峰值”，表明了活塞流的发生[5]，且这一层土壤水与移动水lc-excess值非常接近(图6a)，说明了2种水体具有相似的蒸发分馏信号，即2种水体发生了混合[9-10,25]，进一步说明了这段时间内在40~60 cm土层中活塞流的发生。5月(图5b)和9月(图5d)土壤水同位素值与移动水同位素相似，没有发生突变且与近期降水同位素也非常接近，另外2种水体lc-excess都接近降水lc-excess，表明降水在土壤中入渗时没有与原有土壤水发生混合而发生同位素分馏，即降水以优先流模式对土壤水进行补给。由此可见，研究区降水是通过2种入渗模式共同对土壤水进行补给的。前人[5,36]利用稳定同位素技术研究降水入渗方式，指出只有在降水时间充足的情况下才会以优先流入渗土壤深层，本研究也发现在降水较多的5月和9月优先流更为明显。程立平等[7]指出在土壤湿度大且在适当降水条件会发生优先流。本文研究黄河兰州段河漫滩土壤水，研究区土壤为半水成土，土壤湿度大，满足优先流发生的条件。此外我们在采样时也发现在河漫滩的土壤剖面中存在植物根系、石块与蚯蚓洞穴，这些土壤条件进一步解释了优先流的发生。

3.3　土壤水运移研究前景

准确分析降水在土壤中的入渗量对深入认识

chinaXiv:202110.00031v1

ChinaXiv合作期刊

补给过程,准确评价地下水补给资源以及地下水污染分析具有重要意义[37]。定量分析降水在土壤中的2种入渗模式,确定主导入渗模式对于评价水文连接性以及地下水数量和质量具有重要意义。目前多数研究利用数值模拟技术计算假定均质各向同性情况下地中渗透仪中的活塞式补给过程,通过对比降水入渗实际观察值和土壤水分运移模拟结果来分离降水入渗过程中的活塞流量和优先流量,但这一方法因受到土壤性质,土壤孔隙分布不规律的影响而存在局限性,而基于稳定同位素的方法具有准确、简便等优势,后续研究可利用同位素质量守恒原理对研究区降水在土壤中的入渗模式进行准确的定量分析。

4 结 论

在黄河兰州段河漫滩土壤剖面中,浅层土壤水的同位素变幅最大,越往深层变幅越小。土壤水同位素(4、5、6、9月)随剖面深度呈现出先减小、后增大、最后趋于稳定的状态,10月在0~20 cm出现差异。在土壤剖面中,浅层土壤含水量较低,随着深度的增加土壤含水量逐渐增加,80~100 cm土壤水受到河水补给保持较高含水量。通过对比土壤剖面中土壤水、移动水与降水同位素并结合lc-excess方法,发现4、6、10月有活塞流发生的证据,而5月和9月发现优先流发生的证据。因此,在河漫滩土壤水文系统中存在水流的二重性。

chinaXiv:202110.00031v1

参考文献(References)

[1] Blum W E H. Functions of soil for society and the environment[J]. Reviews in Environmental Science and Bio/Technology, 2005, 4(3): 75-79.

[2] 徐英德, 汪景宽, 高晓丹, 等. 氢氧稳定同位素技术在土壤水研究上的应用进展[J]. 水土保持学报, 2018, 32(3): 1-9, 15. [Xu Yingde, Wang Jingkuan, Gao Xiaodan, et al. Application of hydrogen and oxygen stable isotope techniques on soil water research: A review[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2018, 32(3): 1-9, 15.]

[3] Yang Y G, Fu B J. Soil water migration in the unsaturated zone of semiarid region in China from isotope evidence[J]. Hydrology Earth System Sciences, 2017, 21(3): 1757-1767.

[4] 靳宇蓉, 鲁克新, 李鹏, 等. 基于稳定同位素的土壤水分运动特征[J]. 土壤学报, 2015, 52(4): 792-801. [Jin Yurong, Lu Kexin, Li Peng, et al. Research on soil water movement based on stable isotopes[J]. Acta Pedologica Sinica, 2015, 52(4): 792-801.]

[5] Gazis C, Feng X H. A stable isotope study of soil water: Evidence for mixing and preferential flow paths[J]. Geoderma, 2004, 119(1): 97-111.

[6] 邓文平, 余新晓, 贾国栋, 等. 北京西山鹫峰地区氢氧稳定同位素特征分析[J]. 水科学进展, 2013, 24(5): 642-650. [Deng Wenping, Yu Xinxiao, Jia Guodong, et al. An analysis of characteristics of hydrogen and oxygen stable isotopes in Jiufeng Mountain areas of Beijing[J]. Advances in Water Science, 2013, 24(5): 642-650.]

[7] 程立平, 刘文兆. 黄土塬区几种典型土地利用类型的土壤水稳定同位素特征[J]. 应用生态学报, 2012, 23(3): 651-658. [Cheng Liping, Liu Wenzhao. Characteristics of stable isotopes in soil water under several typical land use patterns on Loess Tableland[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2012, 23(3): 651-658.]

[8] Zimmenman U, Munnich K O, Roether W, et al. Traces determine movement of soil moisture and evapotranspiration[J]. Science, 1996, 152(3720): 346-347.

[9] Brooks J R, Barnard H R, Coulombe R, et al. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate[J]. Nature Geoscience, 2010, 3(2): 100-104.

[10] Evaristo J, Jasechko S, Mcdonnell J, et al. Global separation of plant transpiration from groundwater and streamflow[J]. Nature, 2015, 525(7567): 91-94.

[11] Mathieu R, Bariac T. An isotopic study (^2H and ^{18}O) of water movements in clayey soils under a semiarid climate[J]. Water Resource Research, 1996, 32(4): 779-789.

[12] 马田田, 柯浩成, 李占斌, 等. 次降雨事件下雨养区典型小流域土壤水分运移规律[J]. 水土保持学报, 2018, 32(2): 80-86. [Ma Tiantian, Ke Haocheng, Li Zhanbin, et al. Soil moisture migration characteristics of typical small watershed in rain feed region under individual rainfall events[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2018, 32(2): 80-86.]

[13] 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原中部土壤水中稳定同位素变化[J]. 土壤学报, 2002, 39(3): 289-295. [Tian Lide, Yao Tandong, Sun Weizhen, et al. Stable isotope in soil water in the middle of Tibetan Plateau[J]. Acta Pedologica Sinica, 2002, 39(3): 289-295.]

[14] Sperenger M, Tetzlaff D, Tunaley C, et al. Evaporation fractionation in a peatland drainage network affects stream water isotope composition[J]. Water Resources Research, 2017, 53(1): 851-866.

[15] 田日昌, 陈洪松, 宋献方, 等. 湘西北红壤丘陵区土壤水运移的稳定性同位素特征[J]. 环境科学, 2009, 30(9): 2747-2754. [Tian Richang, Chen Hongsong, Song Xianfang, et al. Characteristics of soil water movement using stable isotopes in red soil hilly region of northwest Hunan[J]. Environmental Science, 2009, 30(9): 2747-2754.]

[16] 张小娟, 宋维峰, 吴锦奎, 等. 元阳梯田水源区土壤水氢氧同位素特征[J]. 环境科学, 2015, 36(6): 2102-2108. [Zhang Xiaojuan,

ChinaXiv合作期刊

chinaXiv:202110.00031v1

Song Weifeng, Wu Jinkui, et al. Characteristics of hydrogen and oxygen isotopes of soil water in the water source area of Yuangyang terrace[J]. Environmental Science, 2015, 36(6): 2102–2108.]

[17] 王贺, 李占斌, 马波, 等. 黄土高原丘陵沟壑区流域不同水体氢氧同位素特征——以纸坊沟流域为例[J]. 水土保持学报, 2016, 30(4): 85–90, 135. [Wang He, Li Zhanbin, Ma Bo, et al. Characteristics of hydrogen and oxygen isotopes in different waters of the loess hilly and gully region[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2016, 30(4): 85–90, 135.]

[18] 吴韦, 蒋勇军, 贾亚男, 等. 典型岩溶槽谷区土壤水δD和δ^{18}O时空分布特征——以重庆市中梁山岩溶槽谷为例[J]. 环境科学, 2018, 39(12): 5418–5427. [Wu Wei, Jiang Yongjun, Jia Yanan, et al. Temporal and spatial distribution of the soil water δD and δ^{18}O in a typical karst vally: A case study of Zhongliang Mountain, Chongqing City[J]. Environmental Science, 2018, 39(12): 5418–5427.]

[19] White J C. Water sources and ecophysiology of selected riparian species of the southern Appalachian Mountains[D]. Winston-Salem: Wake Forest University, 2015.

[20] 张鹏丽. 基于地形的兰州盆地人地关系研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2017. [Zhang Pengli. A study of the human-environment relationship in Lanzhou Basin based on topography[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2017.]

[21] 张宇, 张明军, 王圣杰, 等. 基于稳定氧同位素确定植物水分来源不同方法的比较[J]. 生态学杂志, 2020, 39(4): 1356–1368. [Zhang Yu, Zhang Mingjun, Wang Shengjie, et al. Camparison of different methods for determining plant water sources based on stale oxygen isotope[J]. Chinese Journal of Ecology, 2020, 39(4): 1356–1368.]

[22] 刘任涛, 赵哈林, 刘继亮. 黄河兰州段典型人工林大型土壤动物群落结构及其多样性[J]. 土壤学报, 2009, 46(3): 553–556. [Liu Rentao, Zhao Halin, Liu Jiliang. Structure and diversity of soil macrofauna community in artificial forests along Yellow River, Lanzhou[J]. Acta Pedologica Sinica, 2009, 46(3): 553–556.]

[23] 苏鹏燕, 张明军, 王圣杰, 等. 基于氢氧稳定同位素的黄河兰州段河岸植物水分来源[J]. 应用生态学报, 2020, 31(6): 1835–1843. [Su Pengyan, Zhang Mingjun, Wang Shengjie, et al. Water sources of riparian plants based on stable hydrogen and oxygen isotopes in Lanzhou section of the Yellow River, China[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2020, 31(6): 1835–1843.]

[24] 王长燕, 赵景波, 郁耀闯. 黄河兰州段高河漫滩洪水沉积及其气候意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2008, 28(4): 125–132. [Wang Changyan, Zhao Jingbo, Yu Yaochuang. Flood sediment in valley flat and the climatic implications of Lanzhou section of the Yellow River[J]. Maring Geology and Quaternary Geology, 2008, 28(4): 125–132.]

[25] Geris J, Terzlaff D, Mcdonnell J J, et al. Spatial and temporal patterns of soil water storage and vegetation water use in humid northern catchments[J]. Science of the Total Environment, 2017, 595: 486–493.

[26] 刘文茹, 彭新华, 沈业杰, 等. 激光同位素分析仪测定液态水的氢氧同位素及其光谱污染修正[J]. 生态学杂志, 2013, 32(5): 1181–1186. [Liu Wenru, Peng Xinhua, Shen Yejie, et al. Measurements of hydrogen and oxygen isotopes in liquid water by isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS) and their spectral contamination corrections[J]. Chinese Journal of Ecology, 2013, 32(5): 1181–1186.]

[27] 孟宪菁, 温学发, 张心昱, 等. 有机物对红外光谱技术测定植物叶片和茎秆水δ^{18}O和δD的影响[J]. 中国生态农业学报, 2012, 20(10): 1359–1365. [Meng Xianjing, Wen Xuefa, Zhang Xinyu, et al. Potential impacts organic contaminant on δ^{18}O and δD in leaf and xylem water detected by isotope ratio infrared spectroscopy[J]. Chinese Journal Eco-Agriculture, 2012, 20(10): 1359–1365.]

[28] Sprenger M, Tetzlaff D, Soulsby C, et al. Soil water stable isotopes reveal evaporation dynamics at the soil-plant-atmosphere interface of the critical zone[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2017, 21: 3839–3858.

[29] Hasselquist N J, Benegas L, Roupsard O, et al. Canopy cover effects on local soil water dynamics in a tropical agroforestry system: Evaporation drives soil water isotopic enrichment[J]. Hydrological Processes, 2018, 32(8): 994–1004.

[30] 戴军杰, 章新平, 罗紫东, 等. 长沙地区樟树林土壤水稳定同位素的变化及影响因素[J]. 土壤学报, 2020, 57(6): 1514–1525. [Dai Junjie, Zhang Xinping, Luo Zidong, et al. Variation of stable isotopes in soil water *Cinnamomum camphora* woods in Changsha and its influencing factors[J]. Acta Pedologica Sinica, 2020, 57(6): 1514–1525.]

[31] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 1961, 133(3465): 1702–1703.

[32] Majoube M. Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l' eau et sa vapeur[J]. Journal de Chimie Physique, 1971, 68(10): 1423–1436.

[33] Gat J R, Gonfiantini R. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle[J]. Technical Report Series, 1982, doi: 10.1029/EO063i045p00861.

[34] 陈粉丽. 基于大气降水稳定同位素的兰州市水循环研究[D]. 兰州: 西北师范大学, 2016. [Chen Fenli. Water cycle research in Lanzhou City based on stable isotope in precipitation[D]. Lanzhou: Northwest Normal University, 2016.]

[35] 吕斯丹, 宋贤威, 温学发. 降水与土壤水混合过程的生态水文分离现象及其研究进展[J]. 应用生态学报, 2019, 30(6): 1797–1806. [Lü Sidan, Song Xianwei, Wen Xuefa. Ecohydrologic separation of the mixing process between precipitation and soil water: A review[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2019, 30(6): 1797–1806.]

[36] Lee K S, Kim J M, Lee D R, et al. Analysis of water movement through an unsaturated soil zone in Jeju Island, Korea using stable oxygen and hydrogen isotopes[J]. Journal of Hydrology, 2007, 345

ChinaXiv合作期刊

(3-4): 199-211.

[37] 齐登红, 靳孟贵, 刘延锋. 降水入渗补给过程中优先流的确定[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 2007, 32(3): 420-424. [Qi Denghong, Jin Menggui, Liu Yanfeng. Determination of preferential flow in precipitation infiltration recharge[J]. Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 2007, 32(3): 420-424.]

Soil water characteristics analysis of floodplain in the Yellow River reach of Lanzhou based on stable isotopes tracing

WANG Jiaxin, ZHANG Mingjun, ZHANG Yu, SU Pengyan, YAO Xuyang

(College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, Gansu, China)

Abstract: This study investigated the floodplain that is approximately 10 m away from the Yellow River near the Jinniu Street Wharf in Anning District, Lanzhou City in Gansu Province, China. The hydrogen and oxygen stable isotopes of the floodplain soil water were analyzed. Moreover, together with the line-conditioned excess of different water bodies, the variation characteristics of the soil water hydrogen and oxygen stable isotopes and the soil water content at different depths of the floodplain soil profile were studied. The process of precipitation replenishing the soil water in the piston and preferential flow modes was assessed. The results are presented herein. First, the local meteoric water line ($\delta D=7.00\delta^{18}O+3.81$, $R^2=0.95$, $P<0.001$) in Lanzhou was significantly different from the global meteoric water line, and the slope was affected by evaporation. Second, the δD of the shallow soil water showed a larger variation. The deeper it was, the smaller the variation, which gradually stabilized. The δD value first decreased with depth, then increased, and finally stabilized. Meanwhile, the shallow soil water content was smaller and gradually increased with the soil depth, indicating that the river water replenished the soil water in the deep layer (>80 cm). Lastly, in April, June, and October, precipitation was observed to replenish the soil water in a plug flow mode, while in May and September, precipitation was observed to replenish the soil water in a preferential flow mode (i.e., soil water recharging in the flood plain is performed under two modes). Clarifying the soil water characteristics is greatly significant for the accurate analysis of the amount of precipitation infiltration in the soil and leads to a deep understanding of its replenishment process and an accurate evaluation of both groundwater replenishment and pollution analysis.

Key words: soil water; precipitation; piston flow; preferential flow; floodplain

chinaXiv:202110.00031v1